

CARACTERIZACIÓN LITOFACIAL Y GEOQUÍMICA DE LAS VOLCANITAS DEL ÁREA DEL DISTRITO MINERO EL INFIERNILLO, MENDOZA

Nora RUBINSTEIN¹, Anabel GÓMEZ¹ y Laura KLEIMAN²

¹ IGeBA-CONICET, Departamento de Ciencias. Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Email: nora@gl.fcen.uba.ar

² Gerencia de Exploración de Materias Primas, Comisión Nacional de Energía Atómica, Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

RESUMEN

El distrito minero El Infiernillo, localizado en el sector norte del bloque de San Rafael, comprende un depósito tipo cobre porfírico emplazado en una secuencia volcanoclástica perteneciente al ciclo magmático Choiyoi. Dicha secuencia está integrada por tres litofacies ignimbríticas de composición dacítica-traquiandesítica, un cuerpo lacolítico dacítico y un conjunto de diques andesíticos. Las características geoquímicas de las ignimbríticas y el lacolito son comparables a las de volcanitas de la sección inferior del ciclo magmático Choiyoi de otras áreas con y sin mineralización del bloque de San Rafael. Estas rocas presentan características típicas de un magmatismo de arco emplazado en una corteza relativamente engrosada. Por otra parte, las características geoquímicas de los diques andesíticos son comparables a las de otros diques similares correspondientes a la sección superior del ciclo magmático Choiyoi. El depósito de cobre porfírico desarrolla un patrón de alteración concéntrico, con un núcleo de cuarzo rodeado de una zona con alteración potásica y externamente un halo fílico con vetas polimetálicas asociadas. Los cambios químicos producto de la alteración de la roca de caja permiten concluir que el proceso de alteración fílica produjo pérdidas de Ca y Na y localmente ganancias en Mg, Si, Fe y K, las cuales se ven reflejadas en la mineralogía de alteración. El control del magmatismo y la estructura sobre la mineralización permite asignarle una edad cercana al límite Pérmico inferior-Pérmico superior.

Palabras clave: *Litofacies, geoquímica, secuencia volcanoclástica, sección inferior, ciclo magmático Choiyoi, bloque de San Rafael*

ABSTRACT

Lithofacies and geochemical characterization of the volcanic rocks from El Infiernillo mining district, Mendoza.

The Infiernillo mining district is a porphyry Cu (Mo) type deposit located in the northern part of the San Rafael Massif. It is hosted by a volcanoclastic sequence which corresponds to the Choiyoi Magmatic Cycle. This volcanoclastic sequence comprises three ignimbritic facies of dacitic-trachyandesitic composition, a dacitic laccolith and a set of andesitic dykes. The geochemical characteristics of the ignimbrites and the laccolith are similar to those of volcanic rocks belonging to the lower section of Choiyoi Magmatic Cycle from other mineralized and non mineralized areas of the San Rafael Massif. These rocks have a geochemistry typical of an arc-related magmatism over a thickened crust. Conversely, the geochemistry of the andesitic dykes is similar to the volcanics of the upper section of Choiyoi Magmatic Cycle. The ore deposit develops an alteration halo with a concentric pattern consisting of a central quartz neck surrounded by a potassic alteration zone followed by a phyllic outer halo and small polymetallic veins. The phyllic alteration affecting the ignimbrites led to losses of Na and Ca and gains of Mg, Si, Fe and K and these chemical changes are revealed by its alteration mineralogy. The geologic setting allows constraining the age of the El Infiernillo ore deposit close to the Early-Late Permian limit.

Keywords: *Lithofacies, geochemistry, volcanoclastic sequence, lower section, Choiyoi Magmatic Cycle, San Rafael Massif*

INTRODUCCIÓN

El distrito minero El Infiernillo (34°38' 20"S; 68° 47' 37"O) se localiza en el norte del bloque San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. Comprende un depósito tipo cobre porfírico emplazado en rocas volcanoclásticas pertenecientes al ciclo magmático Choiyoi en las que desa-

rolla un patrón de alteración concéntrico con un núcleo de cuarzo rodeado de una zona con alteración potásica y externamente, un halo fílico con vetas polimetálicas asociadas. El halo potásico presenta una asociación de minerales de alteración de feldespato potásico-cuarzo-(biotita), a la que se asocia la mineralización de Cu. La alteración fílica está conformada por

cuarzo-illita- (rutilo-clorita) acompañados por albita cuya presencia indica un nivel somero dentro del sistema. Finalmente, se reconoce una carbonatización póstuma ampliamente distribuida en el área (Gómez y Rubinstein 2010). El ciclo magmático Choiyoi, de amplia distribución en Chile y en Argentina se divide, según Llambías *et al.* (1993),

en una sección inferior de edad pérmica temprana y otra superior de edad pérmica tardía. En el bloque de San Rafael, la sección inferior corresponde al Grupo Cochicó (Dessanti 1956) integrado por las Formaciones Yacimiento Los Reyunos y Arroyo Punta del Agua, las cuales presentan una litología similar (Rodríguez y Valdiviezo 1970). El Grupo Cochicó está compuesto por mantos de ignimbritas dacíticas a riolíticas, brechas andesíticas y piroclásticas con interdigitaciones de sedimentitas. Las rocas volcánicas poseen características geoquímicas de un ambiente de arco relacionado a subducción y presentan evidencias de deformación transpresional vinculada a la etapa tardía de la orogénesis sanrafaélica (Kleiman 1993, Kleiman y Japas 2009 y referencias citadas en ese trabajo). La sección superior yace en discordancia sobre la inferior y comprende las Formaciones Agua de los Burros, Quebrada del Pimiento y Cerro Carrizalito y sus equivalentes. Está constituida principalmente por ignimbritas, lavas y rocas subvolcánicas dacíticas a riolíticas, andesitas y basandesitas e ignimbritas y lavas riolíticas (Llambías *et al.* 1993) con características geoquímicas de transición entre un ambiente de subducción y uno de intraplaca continental con un estilo estructural típico de un régimen extensional (Kleiman y Japas 2009 y referencias citadas en ese trabajo).

Recientes dataciones U-Pb SHRIMP realizadas en circones arrojaron una edad de $281,4 \pm 2,5$ Ma para la base de la sección inferior y de entre $264,8 \pm 2,3$ Ma y $251,9 \pm 2,7$ Ma para la sección superior del ciclo magmático Choiyoi, respectivamente (Rocha Campos *et al.* 2011).

Meza (1990) propuso que en la zona del distrito minero El Infiernillo se localizaría el centro emisor de las ignimbritas de la Formación Yacimiento Los Reyunos, relacionando a estas secuencias con la sección inferior del ciclo magmático Choiyoi por su semejanza con otras secuencias que afloran en el bloque de San Rafael. Sepúlveda *et al.* (2007) consideraron a las rocas de esta área como equivalentes a la sección superior de dicho ciclo. Gómez y Rubinstein (2010) también pro-

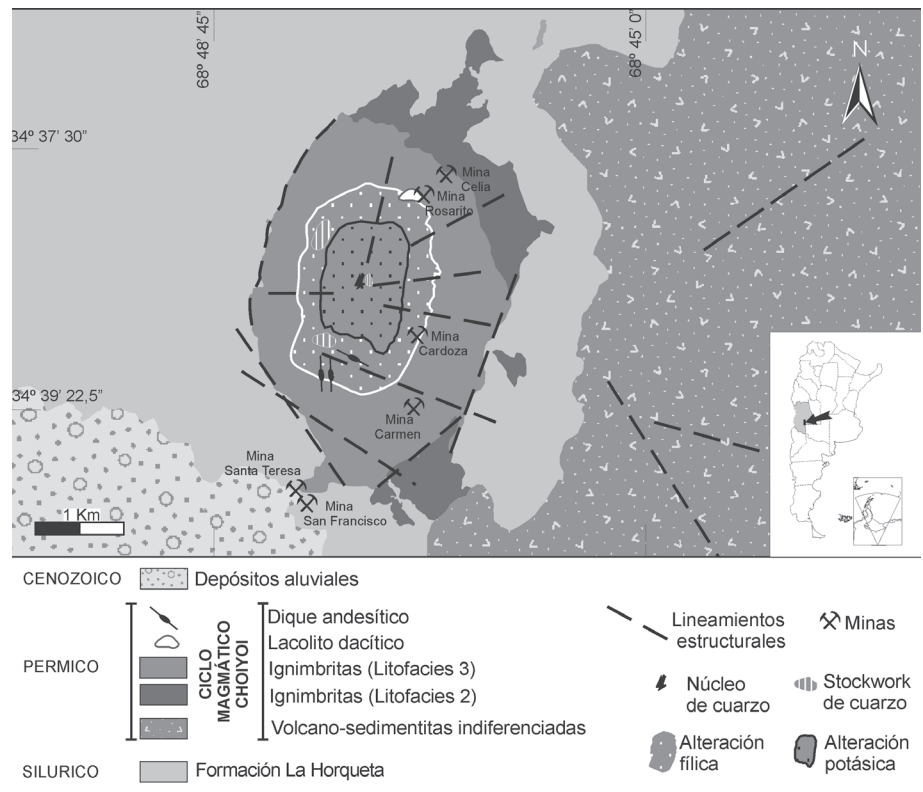


Figura 1: Mapa geológico y de alteración del distrito minero El Infiernillo (modificado de Gómez 2008).

pusieron la asignación de estas secuencias volcanoclásticas a la sección inferior del Choiyoi. Nuevos datos presentados en este trabajo permiten realizar la caracterización litofacial y petrológica de las volcanitas del distrito El Infiernillo, confirmando su correspondencia con el ciclo magmático Choiyoi inferior, y evaluar los cambios químicos producidos en las mismas como consecuencia de los procesos de alteración vinculados al emplazamiento del depósito mineral.

GEOLOGÍA DEL ÁREA

La zona de El Infiernillo se encuentra limitada por cuatro fallas principales de rumbos NO y E-O constituyendo una depresión tectónica. El desarrollo de esta estructura está relacionado a la extensión producida durante la segunda etapa de la fase orogénica Sanrafaélica, en la cual prevaleció un régimen de transpresión sinistral ONO en la zona norte del bloque de San Rafael (Kleiman y Japas 2009). La secuencia se inicia con metasedimentitas y esquistos micáceos de la Formación La

Horqueta (Fig. 1), de edad silúrica (Rubinstein 1997). En discordancia se apoya una secuencia volcanoclástica paleozoica superior (ciclo magmático Choiyoi) compuesta por un potente paquete de rocas piroclásticas intruido por diques andesíticos y un pequeño cuerpo subvolcánico dacítico (Fig. 1).

Formación La Horqueta

Aflora en el sector oeste y suroeste del área de estudio (Fig. 1). Incluye esquistos cuarzo-micáceos de color verde grisáceo, atravesados por abundantes venillas de cuarzo subverticales y rumbo N-S y E-O y venas de cuarzo sigmoides *en échelon* de Az 351° y 62° .

Está compuesta por niveles masivos intercalados con niveles que presentan buen desarrollo de esquistosidad de Az 16° e inclinación 65° al NO, clivaje penetrativo y microplegamiento. El microplegamiento tiene bajo ángulo de buzamiento (25°) en dirección Az 215° y se interpreta como consecuencia de la orogenia Oclóyica (Japas y Rubinstein 2004). A esta fábrica se superponen bandas de cizalla dextra-

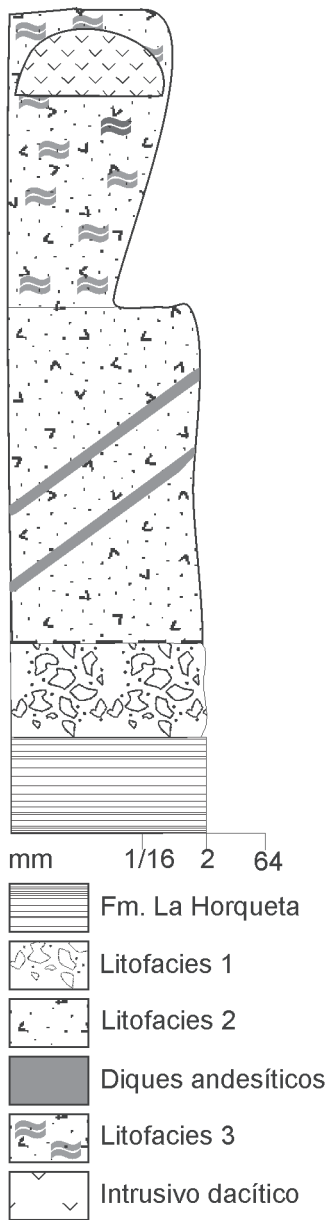


Figura 2: Columna estratigráfica esquemática del área del depósito El Infiernillo.

les orientadas en direcciones Az 170° y 5°, ambas generadas por la fase orogénica Sanrafaélica (Japas y Rubinstein 2004).

Ciclo magmático Choiyoi

Secuencia piroclástica: La secuencia piroclástica aflorante en el área alcanza aproximadamente 200 metros de espesor y dentro de ella se reconocen tres litofacies (Fig. 2):

Litofacies 1. Constituye pequeños afloramientos no mapeables localizados en la zona de Mina Carmen, ubicada en el sec-

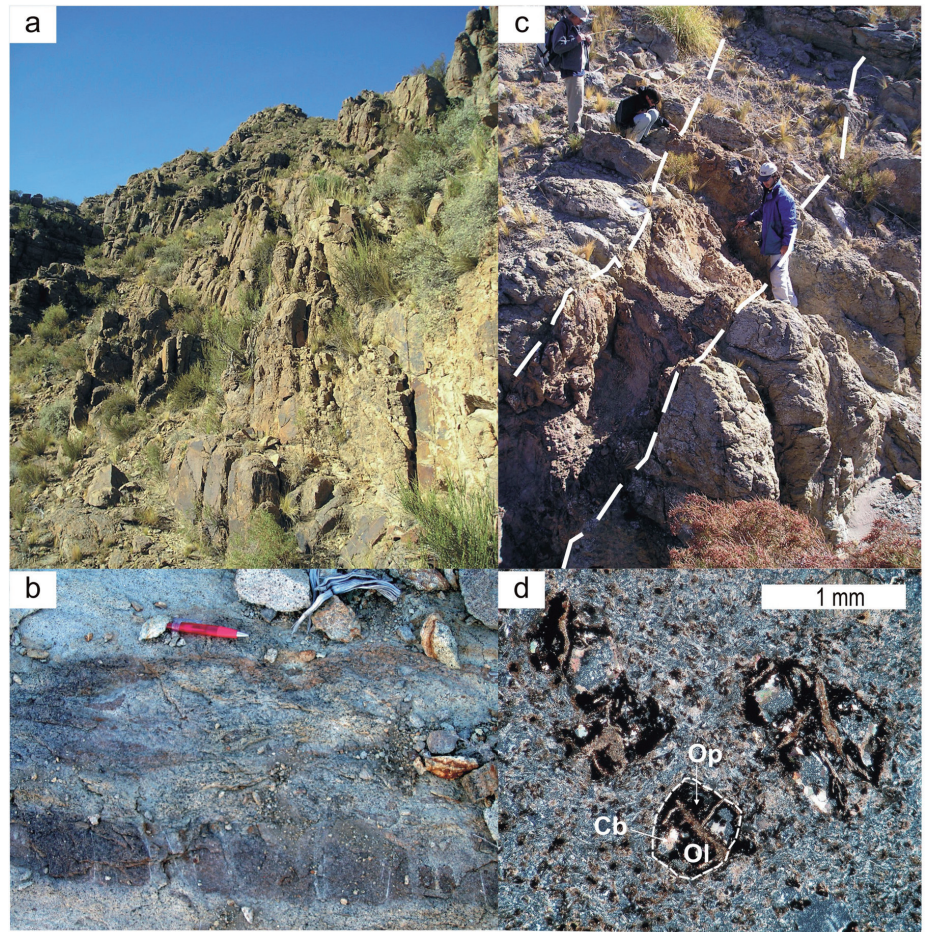


Figura 3: a) Vista de afloramientos de la litofacies 3 mostrando la disyunción columnar. b) Vista de afloramientos de la litofacies 3 con desarrollo local de pseudobandeamiento de flujo. c) Vista general de un dique andesítico. d) Microfotografías con analizador del dique andesítico mostrando la pasta de textura pilotáxica afieltrada y los fenocristales de olivinas (Ol, en línea punteada) completamente reemplazados por minerales opacos (Op), carbonato (Cb) y cuarzo.

tor suroriental del área de estudio (Fig. 1). Está constituida por una brecha piroclástica masiva, de color gris claro, de hasta 3 m de espesor y sin base aflorante. Presenta una fábrica matriz a clasto sostenida y mala selección. Los fragmentos líticos son angulosos a subangulosos, poseen bordes rectos a curvilineales y alcanzan hasta 12 cm de longitud. Predominan los líticos cognados de ignimbritas y en forma subordinada se reconocen litoclastos de metasedimentitas de la Formación la Horqueta. La matriz de la brecha corresponde a una toba cristalina de composición dacítica a riodacítica constituida por ~35% de cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo a los que acompañan biotita, anfíbol y escaso feldespatopotásico, en una matriz felsítica muy fina parcialmente obliterada por la alteración en la que

se reconocen escasos fantasmas de trizas aplastadas. La roca muestra una sericitización muy fuerte y suave silicificación y oxidación.

Litofacies 2. Esta unidad aflora en el sector suroriental de la zona de estudio (Fig. 1) constituyendo suaves lomadas. Está compuesta por tobas y tobas lapillíticas con bajo grado de soldadura de color gris verdoso, con escasos litoclastos de metasedimentitas de la Formación La Horqueta de hasta 4 cm en su longitud mayor y cantidades variables de fragmentos pumíceos de hasta 6 cm en su longitud mayor, con recristalización cuarzo-feldespatítica. Corresponden a tobas cristalinas de composición dacítica a riodacítica, compuestas por ~50% de cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y en forma subordinada anfíbol, biotita y feldespatopotásico.

CUADRO 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios (%) y trazas (ppm).

	Litofacies 2	Litofacies 3										Lacolito	Dique andesítico
	146/06	M1	M11	M13	M15	M22	INF4	INF6	M39	M38	INF7	M44D	
SiO ₂	65,7	73,84	68,8	69,11	78,72	77,08	69,6	69,4	70,16	69,34	67,3		
Al ₂ O ₃	13,8	13,56	14,14	15,3	8,99	11,36	14,4	14,6	15,8	14,77	14,4		
Fe ₂ O ₃ (T)	2,41	3,64	2,7	2,94	2,96	2,27	2,24	2,54	3,59	2,86	3,28		
MnO	0,3	0,003	0,114	0,098	0,011	0,004	0,01	0,05	0,06	0,103	0,02		
MgO	0,4	0,62	0,39	0,3	0,32	0,51	0,3	0,3	0,35	0,31	0,5		
CaO	4,2	0,09	3,3	1,46	0,08	0,19	2,8	2,8	0,17	1,83	2,7		
Na ₂ O	2	0,1	2,67	3,01	0,1	0,21	3,4	3,3	0,07	2,62	3		
K ₂ O	3,7	3,93	3,05	3,82	3,24	3,75	3,7	2,8	4,01	3,79	4		
TiO ₂	0,4	0,352	0,363	0,383	0,406	0,276	0,4	0,5	0,406	0,379	0,5		
P ₂ O ₅	0,15	0,1	0,15	0,19	0,02	0,1	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15		
LOI	5,8	4,353	4,736	3,048	4,119	2,731	2,7	3,2	4,228	3,522	4,3		
Total	98,86	100,58	100,41	99,65	98,96	98,48	99,70	99,64	99,00	99,67	100,15		
V	39	40	40	40	34	31	---	---	44	41	---	148	
Ba	373	559	745	943	627	296	877	1090	3330	1109	1680	473	
Sr	128	39	315	244	12	19	311	518	121	287	436	861	
Y	11,2	7	10	11	12	6	11,4	11,3	6	12	11,9	22,2	
Zr	152	143	139	143	171	112	157	151	158	133	165	161	
Ga	23	20	23	23	17	24	---	---	24	22	---	17	
Ge	1,5	2	1	2	1	3	---	---	2	1	---	1	
Rb	152	115	120	122	110	154	80	91	138	120	147	135	
Nb	6,3	7	7	7	7	5	7,6	7,2	8	7	7,9	6,6	
Cs	9,4	11,6	11,2	8	1,6	1,5	---	---	10,6	9,3	---	26,2	
La	32,2	30,4	29,5	30	39,5	20,5	28,6	28,5	31,3	30	29,2	25,3	
Ce	61,8	65,5	62,3	63,1	79,8	43,9	56,2	56,3	65,6	62	57,3	52,7	
Pr	7,55	7,23	6,98	7,02	8,77	5,02	6,56	6,59	6,98	7,02	6,72	6,8	
Nd	29	26,4	26,1	26,3	31,9	18,8	25,1	25,6	24,4	26,5	25,8	24,2	
Sm	4,9	4,2	4,5	4,4	5,5	3,2	4,46	4,66	3,9	4,5	4,53	5,25	
Eu	1,38	1,02	1,26	1,22	1,42	0,89	1,18	1,26	1,14	1,37	1,22	1,39	
Gd	3,35	2,4	3,1	3,2	3,8	2,2	3,31	3,36	2,3	3,5	3,32	4,6	
Tb	0,47	0,3	0,4	0,4	0,5	0,3	0,45	0,46	0,3	0,5	0,47	0,68	
Dy	2,22	1,5	2,1	2,1	2,5	1,2	2,19	2,1	1,3	2,3	2,18	3,77	
Ho	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,39	0,37	0,2	0,4	0,39	0,75	
Er	1,11	0,8	1	1	1,2	0,6	1,11	1,05	0,7	1,1	1,07	2,26	
Tm	0,158	0,12	0,15	0,15	0,18	0,09	0,161	0,154	0,1	0,16	0,158	0,334	
Yb	1	0,8	1	0,9	1,2	0,6	1,01	0,98	0,7	1	1,02	2,09	
Lu	0,145	0,13	0,15	0,15	0,18	0,08	0,145	0,143	0,12	0,15	0,148	0,309	
Hf	4,3	3,9	4	3,9	4,6	3,1	4,2	4	4,5	3,7	4,5	4,2	
Ta	0,58	0,6	0,6	0,7	0,7	0,5	0,67	0,62	0,7	0,6	0,66	0,41	
W	3,2	4	<1	<1	1	2	---	---	2	<1	---	38,6	
Tl	2,19	0,5	1,1	1,3	1	1,2	---	---	1,6	1,4	---	2,24	
Th	5,75	6,7	6,6	7,6	6,4	3,9	7,35	6,19	7,4	6,7	6,74	3,69	
U	2,45	2,5	6,3	2,1	1,8	1,7	---	---	4,4	2,5	---	1,29	
ΣTR	145,68	141,10	138,94	140,34	176,85	97,58	130,87	131,53	149,52	149,65	133,53	130,433	

Realizados por los métodos de ICP e ICP/MS (*Induced Coupled Plasma/ Mass Spectrometry*) e ICP e INAA (*Neutron Activation Analysis*) en los laboratorios de Actlabs (Canadá).

co en una matriz felsítica muy fina, parcialmente obliterada por la alteración. Se reconocen fantasmas de trizas y vitroclastos ligeramente deformados y completamente alterados. La roca presenta fuerte sericitización y moderada silicificación y oxidación de distribución generalizada.

Litofacies 3. Comprende extensos afloramientos de bancos de piroclastitas de color castaño rojizo con disyunción columnar (Fig. 3a) que presentan alto grado de soldadura y localmente desarrollan un bandeamiento interpretado como una estructura de pseudobandeamiento de flu-

jo (Fig. 3b). Están compuestos por tobas con abundantes cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, escasos vitroclastos elipsoidales de hasta de 1,5 cm en su longitud mayor y escasos litoclastos cognados de ignimbritas y de metasedimentitas de hasta 0,5 cm en su longitud mayor. Corresponden a tobas cristalinas y vítreas de composición dacítica a riodacítica, con hasta un 55% de cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos, plagioclasa y en forma muy subordinada biotita y anfíbol, inmersos en una matriz felsítica muy fina parcialmente obliterada por la alteración. Se reconocen fantasmas de trizas y de vitroclastos deformados y completamente alterados. Fuera del halo de alteración la roca presenta moderada silicificación y sericitización y suave a moderada oxidación de distribución generalizada.

Diques andesíticos: Comprende un conjunto de diques de Az 10° a 15°, que intruyen a la litofacies 2 en el sector sur de la zona de estudio (Fig. 3c). Alcanzan hasta 3 m de espesor, presentan intenso diaclasamiento y desarrollan bordes de enfriamiento. La roca es una andesita de textura porfírica a glomeroporfírica con ~15% de fenocristales de plagioclasa, olivina y anfíboles, todos ellos completamente alterados. La pasta (~85%) tiene textura pilotáxica afieltrada y está compuesta por microlitos de plagioclasa entre los que se observa abundante sericita, carbonato y en forma subordinada cuarzo en mosaico (Fig. 3d). Está atravesada por venillas de cuarzo acompañado de limonitas y venillas de calcita y localmente, exhibe pequeñas amígdalas rellenas de cuarzo. Presenta alteración sericitica y carbonática muy fuerte y moderada silicificación y oxidación.

Intrusivo dacítico: Corresponde a un cuerpo subvolcánico que aflora en el sector noroeste de la zona de estudio (Fig. 1) e intruye a la litofacies 3. Tiene base plana y techo convexo, alcanza hasta 35 m de espesor y presenta dos juegos de diaclasas perpendiculares entre sí (Fig. 4a). Por su geometría se define como un cuerpo de tipo lacolítico. Presenta textura porfírica con ~45% de fenocristales principalmente de sanidina -en cristales de hasta 8 cm de longitud- y cuarzo y en menor

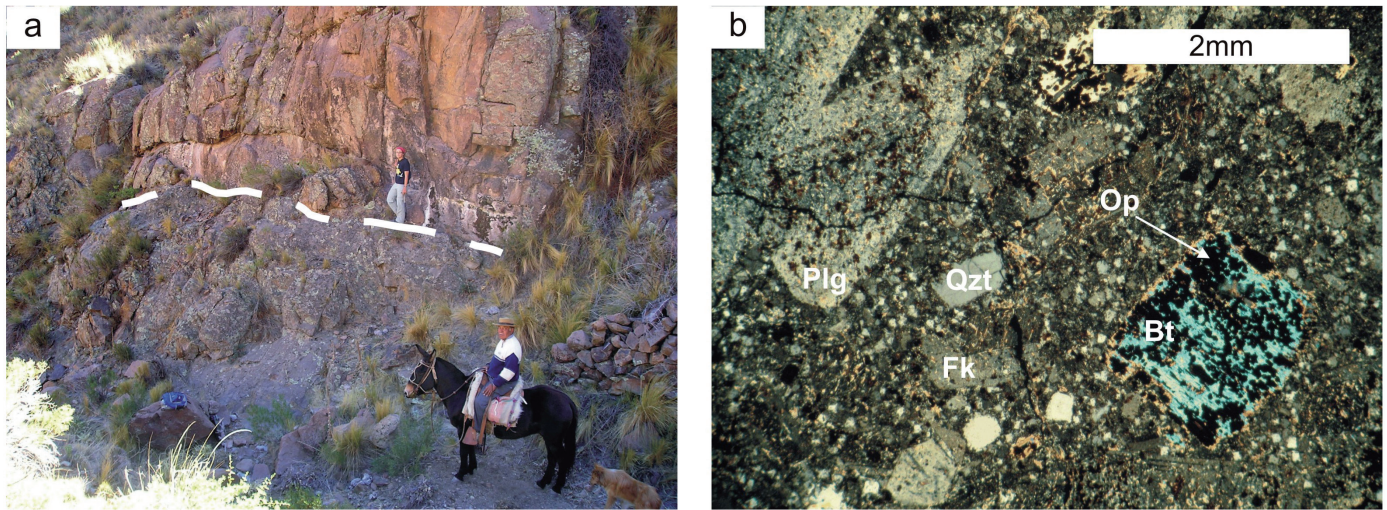


Figura 4: a) Vista del lacolito riolítico. En línea punteada blanca se señala el contacto con la roca piroclástica. b) Microfotografía con analizador mostrando la pasta de textura microgranosa, fenocristales de plagioclasa sericitizados (Plg), cuarzo (Qzt) y de biotita (Bt) muscovitizada y con gránulos de opacos (Op).

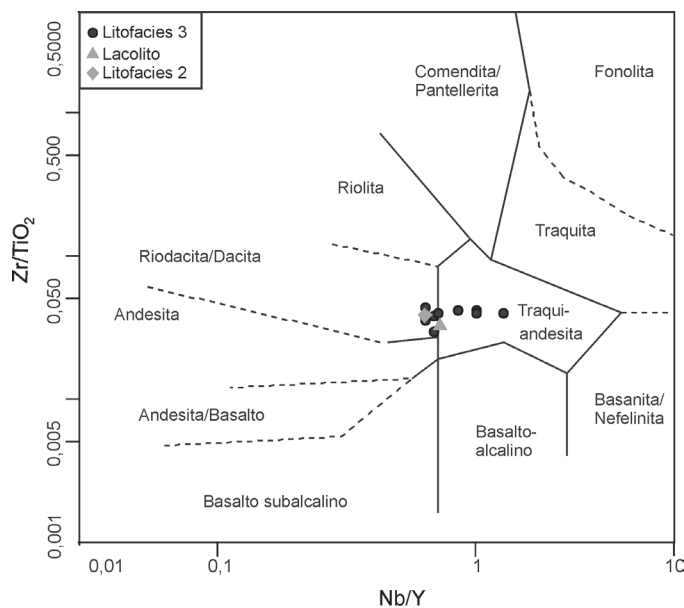


Figura 5: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Winchester y Floyd 1977).

proporción plagioclasa y biotita. La pasta (~55%) tiene textura microgranosa gruesa y está compuesta principalmente por cuarzo y feldespato alcalino con abundantes laminillas de biotita y una fina disseminación de pirita (Fig. 4b). La roca muestra muy fuerte sericitización y silicificación y moderada oxidación.

LITOGEOQUÍMICA

Los análisis químicos de roca total realizados en muestras provenientes de las litofacies 2 y 3, del lacolito y de un dique

andesítico arrojaron los resultados que se presentan en el cuadro 1.

Para clasificar estas rocas sobre la base de su composición química y debido al grado de alteración que presentan, se utilizó el diagrama de Winchester y Floyd (1977). De acuerdo a esta clasificación las rocas piroclásticas corresponden a dacitas-traquiandesitas, en tanto que el lacolito se encuentra en el límite entre ambos campos (Fig. 5). El diagrama multielemento (Fig. 6a) muestra que todas las rocas analizadas tienen curvas de diseño aserrado, con fuerte pendiente negativa,

un enriquecimiento relativo en LILE y marcados valles en Nb, Ta, Ti y P, todos estos rasgos típicos de rocas de ambientes de subducción. El diagrama de tierras raras presenta un diseño general muy similar para todas las rocas analizadas excepto el dique que se separa en las REE intermedias y pesadas (Fig. 6b). Se caracteriza por la ausencia de anomalía de Eu (Eu/Eu^* : 0,85-1,07), moderado enriquecimiento en las LREE con respecto a las HREE y altas relaciones La_N/Yb_N (~19-30) y Sm_N/Yb_N (~5-6) excepto para el dique (~8 y 3 respectivamente).

GEOQUÍMICA DE LA ALTERACIÓN

Con el fin de establecer los cambios químicos producidos en las rocas durante el proceso de alteración se utilizan los diagramas de isoconas (Gresens 1967, Grant 1986), que constituyen un método gráfico el cual permite determinar pérdidas y ganancias relativas de elementos químicos durante el proceso de alteración. El método consiste en graficar los resultados analíticos correspondientes a una roca alterada contra su equivalente sin (o con menor) alteración. Aquellos puntos que se correlacionan linealmente generando una recta que pasa por el origen (isocona) se consideran de comportamiento inmóvil durante el proceso de

alteración. Los elementos que se ubiquen por encima de dicha recta habrán sufrido ganancias, en tanto que aquellos que se encuentren por debajo, habrán experimentado pérdidas.

La fórmula utilizada por Grant para establecer la variación en la concentración de un elemento (ΔC_i) es:

$$\Delta C_i / C_0 = (M_a / M_0) (C_{ai} / C_{0i}) - 1$$

C_0 = Concentración inicial del protolito
 M_a / M_0 : relación de masa entre la roca alterada y el protolito (pendiente de la línea isocona).

Debido a que el halo de alteración se desarrolla exclusivamente en la litofacies 3 y que no existen afloramientos de rocas sin alteración, se utilizó este método para evaluar los cambios químicos ocurridos durante el proceso de alteración filica (muestras del halo filico M1, 11, 13 y 22, cuadro 1) considerando como protolito una roca con alteración potásica (muestra de zona potásica INF6, cuadro 1). Esta metodología ya ha sido aplicada en este sentido por otros autores en depósitos de este estilo (por ejemplo Ulrich y Heinrich 2002).

La alteración potásica está caracterizada por la asociación feldespato potásico-cuarzo-(biotita) de distribución penetrante, a la que acompaña un *stockwork* de cuarzo. La alteración filica, que se presenta con una asociación general de cuarzo-illita-(rutilo-clorita) de distribución penetrante acompañada de venillas de cuarzo-pirita y pirita diseminada, se superpone a la alteración potásica en el borde interno del halo (Gomez y Rubinstein 2010). Si bien la mineralogía de alteración del halo filico coincide de forma general, se reconocen ligeras variaciones en los diferentes sectores (Cuadro 2).

Para el trazado de las isoconas se consideró en todos los casos al aluminio como elemento inmóvil, según el concepto de Grant (1986), en tanto que los demás elementos que se comportan como inmóviles fueron variando para cada muestra conforme a su correlación lineal.

Los resultados obtenidos (Fig. 7) muestran que la alteración filica ha producido pérdidas de Ca y Na (acompañadas de pérdidas de Sr e Y) en las muestras M1,

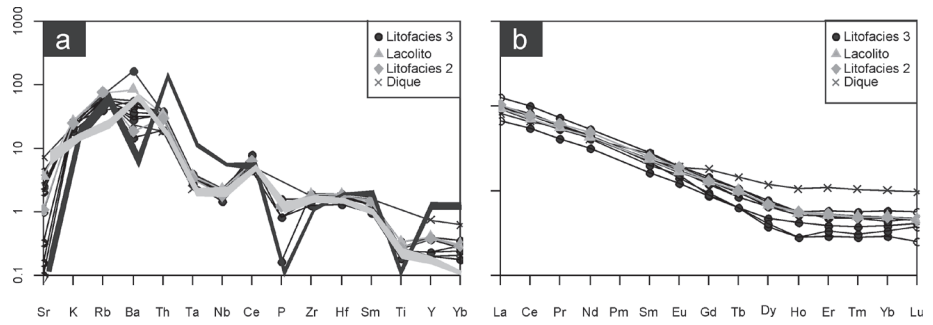


Figura 6: a) Diagrama multielemento normalizado según Pearce (1983). El área sombreada en gris oscuro representa rocas de la sección inferior del ciclo magmático Choiyoi en tanto que el área sombreada en negro representa rocas de la sección superior del ciclo magmático Choiyoi. b) Diagrama de tierras raras normalizadas según Boynton (1984).

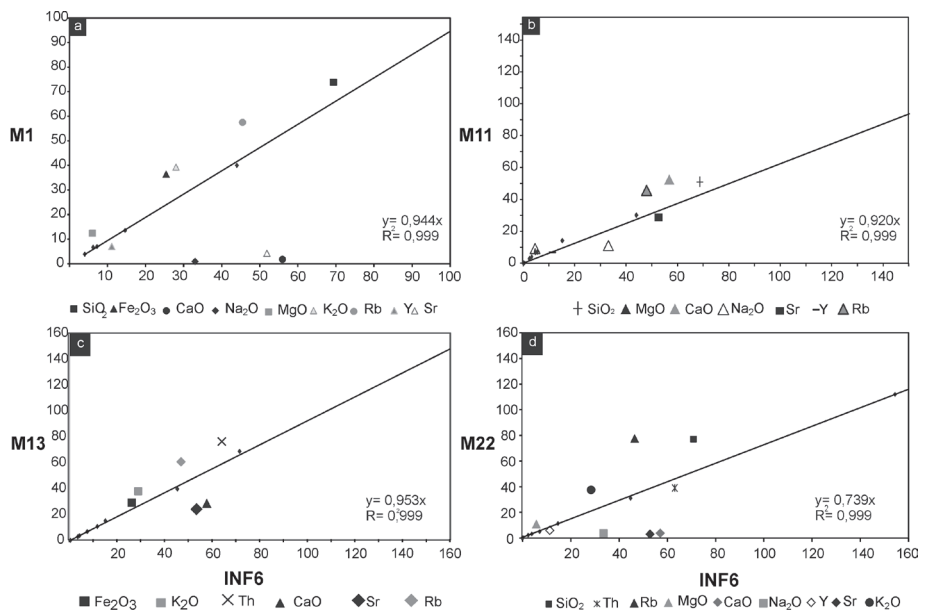


Figura 7: Diagrama de isoconas para las muestra M1, 11, 13 y 22.

M13 y M22, como consecuencia del reemplazo de la roca por cuarzo y sericita (illita). En el caso de la muestra M11 el incremento en Ca es resultado de la intensa carbonatización que afecta a la roca.

Las ganancias en K registradas en M1 y M13 pueden explicarse por la presencia abundante de illita como reemplazo de cristaloclastos y matriz. Durante los procesos de alteración filica el K se comporta, por lo general, como un elemento inmóvil (como en el caso de M11) pero también puede sufrir pérdidas o ganancias (Beane y Titley 1981).

El Mg experimenta un incremento en las muestras M1, M11 y M22, sin embargo se comporta como inmóvil en M13. Si bien el Mg tiende a lixivarse en la zona fili-

ca, en este caso, las ganancias en este elemento podrían ser el resultado de su movilización y posterior fijación, en forma localizada tanto en la illita como en la clorita, ya que estos minerales pueden incorporarlo en su estructura.

En el sector sur se registran ganancias en Si, como resultado de la silicificación que tuvo lugar durante la etapa filica, y en Fe que habría formado abundante pirita, cuya posterior oxidación produjo profusa jarosita que caracteriza a la zona filica. En particular, la fuerte silicificación que afecta a la muestra M22 permite explicar la pérdida en Th, ya que si bien este elemento junto con Zr, Nb y Ti son considerados inmóviles durante los procesos de alteración, pueden comportarse como

CUADRO 2: Ubicación y descripción de la mineralogía de alteración de las muestras provenientes del halo fílico utilizadas para los diagramas de isoconas.

Muestras	Ubicación	Paragénesis de alteración
M1	Halo de alteración fílica Sur	Cuarzo-illita-rutilo-topacio-pirita-jarosita
M11	Halo de alteración fílica Este	Sericita (illita)-carbonatos-arcillas-cuarzo -rutilo-óxidos
M13	Halo de alteración fílica Este	Sericita (illita)-carbonatos-arcillas-cuarzo- rutilo-(clorita)-óxidos
M22	Halo de alteración fílica Oeste	Cuarzo-illita-limonitas-pirita-jarosita

móviles en el caso de silicificaciones extremas (Huston y Cozens 1994).

De acuerdo a los cálculos de balance de masas, en el sector oeste se produjo el mayor incremento de masa (26%) durante los procesos de alteración, mientras que el resto de las zonas experimentan ligeros aumentos (entre 5 y 8%).

DISCUSIÓN

Las facies volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en el área del depósito El Infiernillo están representadas por tres tipos litológicos. El primero constituye una secuencia piroclástica de composición dacítica a riocácica con escasos fragmentos líticos cognados y de meta-sedimentitas, dentro de la cual se reconocen tres litofacies. La litofacies 1 tiene escaso desarrollo areal y comprende una brecha piroclástica que por sus características texturales y de yacencia puede interpretarse como un depósito co-ignimbrito. La litofacies 2 está compuesta por tobas y tobas lapillíticas con bajo grado de soldadura. La litofacies 3 comprende extensos afloramientos de bancos de tobas con alto grado de soldadura, disyunción columnar y localmente reomorfismo. Las características de yacencia y texturales permiten interpretar a las litofacies 2 y 3 como depósitos de ignimbritas. Intruyendo a la litofacies 3 se encuentra un lacolito de composición dacítica-traquian-desítica caracterizado por la presencia de grandes fenocristales de sanidina. Finalmente, diques de actitud aproximada N-S y composición modal andesítica intruyen a la litofacies 2.

Todo el conjunto posee las características geoquímicas típicas de las rocas de ambiente de subducción y tiene un diagrama multielemento similar al de volcanitas de la sección inferior del ciclo magmático Choiyoi (Grupo Cochicó) provenien-

tes de otras áreas con y sin mineralización del bloque de San Rafael (Kleiman 1993, Kleiman y Japas 2009, Gómez y Rubinstein 2011 y Rubinstein *et al.* 2012). Por otra parte, las relaciones La/Yb y Sm/Yb sugieren que los magmas se equilibraron en la transición anfíbol-granate como fase residual en la fuente (Kay y Mpodozis 2001) tanto para las rocas piroclásticas como para el lacolito, lo cual permite suponer que se emplazaron en una corteza relativamente engrosada. De acuerdo a Kay y Mpodozis (2001), el pasaje de anfíbol a granate en la mineralogía residual, libera grandes cantidades de fluido que promueven los procesos de mineralización, siendo este mecanismo de importancia significativa en la génesis de los depósitos de tipo pórfiro cuprífero.

El diagrama de tierras raras del dique andesítico difiere del resto de las volcanitas en el tramo de las HREE y en la moderada relación La/Sm, sugiriendo una fuente diferente para estos magmas que se habrían generado en una corteza de espesor normal. Estas características litogeoquímicas son comparables con las observadas en las andesitas de la Formación Quebrada del Pimiento (Kleiman y Japas 2009), por lo que se correlacionarían con la sección superior del ciclo magmático Choiyoi.

El análisis de los cambios químicos producto de la alteración muestra que el proceso de alteración fílica produjo pérdidas de Ca y Na y localmente ganancias en Mg, Si, Fe y K, tal como es previsible para este proceso de alteración que da lugar a la formación de una asociación de sericita-(clorita)-cuarzo-pirita. El comportamiento anómalo del Mg sería producto de su removilización y fijación en la illita y la clorita. Si bien todos los elementos se comportan de manera similar en todo el halo fílico, la zona oeste experimenta variaciones mucho mayores que las demás

zonas, tanto en las pérdidas como en las ganancias, lo cual, unido al importante incremento de masas que registra, permite concluir que el grado de alteración ha sido mucho mayor en ese sector del halo.

CONCLUSIONES

Las características de la secuencia volcanoclástica del área de El Infiernillo permiten sugerir que se trata de depósitos ignimbriticos. La litogeoquímica de las ignimbritas y el lacolito confirma su equivalencia con la sección inferior del ciclo magmático Choiyoi y sugiere que se trata de un magmatismo con características favorables para la generación de depósitos de tipo pórfiro. Los diques andesíticos pueden correlacionarse, sobre la base de sus características litogeoquímicas, con la Formación Quebrada del Pimiento que forma parte de la sección superior del ciclo magmático Choiyoi.

El análisis de los cambios químicos producto de la alteración mediante la utilización de los diagramas de isoconas muestra que la alteración fílica produjo importantes cambios en la geoquímica de las rocas piroclásticas (particularmente pérdidas en Ca y Na) que se ven reflejados en su mineralogía de alteración.

La caracterización petrológica de las rocas de caja realizada en este trabajo junto con el análisis de los controles estructurales del depósito El Infiernillo (Japas y Rubinstein 2004) respalda una edad cercana al límite Pérmico inferior - Pérmico superior para la mineralización que fuera previamente sugerida por Gomez y Rubinstein (2010).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto de la SECYT (res.1473, expte. S.C.T.I.P. 1274/05) "El potencial minero nuclear y metalífero de las provincias Choiyoi en el Bloque de San Rafael y Chon-Aike en el Macizo del Deseado" (CNEA - Fomacruz S.E.) y el proyecto PIP 5273 (CONICET). Las autoras agradecen al doctor Marcelo Arnosio y a un árbitro anónimo por las sugerencias brindadas que ayuda-

ron a mejorar la calidad del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beane, R. E. y Titley, S. R. 1981. Porphyry copper deposit. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology* 75th Anniversary Volume: 235-263.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. En Henderson, P. (eds.) *Rare earth element geochemistry*: 63-114, Elsevier Science Publication Company, Amsterdam.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27C, Cerro Diamante, provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 85, 79 p., Buenos Aires.
- Gómez, A. 2008. Geología del Deposito el Infernillo, Bloque de San Rafael, Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, (inédito), 112 p., Buenos Aires.
- Gómez, A. y Rubinstein, N. 2010. Caracterización genética del Distrito Minero El Infernillo, Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 231-238.
- Gómez, A. y Rubinstein, N. 2011. Caracterización petrológica del magmatismo gondwánico asociado a la mineralización del distrito minero San Pedro, Bloque de San Rafael, Mendoza. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 16: 1098-1099, Neuquén.
- Grant, J. A. 1986. The isocon diagrams-A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationship of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-65.
- Huston, D.L. y Cozens, G.J. 1994. The geochemistry and alteration of the White Devil porphyry: implications to intrusion timing. *Mineral Deposita* 29: 275-287.
- Japas, M.S. y Rubinstein, N. 2004. Informe estructural Distritos Mineros Infernillo y Las Picazas. Hoja Minero - metalogenética Embalse Nihuil, provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino, (inédito)*. 20p., Buenos Aires.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today* 11: 4-9.
- Kleiman, L.E. 1993. El volcanismo permo-triásico y triásico del Bloque de San Rafael (Provincia de Mendoza): Su potencial uranífero. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 284-293, Mendoza.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredí, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y recursos naturales de Mendoza, Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 1: 53-64, Mendoza.
- Meza, J.C. 1990. Interpretación geológica y potencial uranífero de la prolongación sur de la cuenca pérmica oriental, Bloque de San Rafael, Mendoza, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 177-180, San Juan.
- Pearce, J.A. 1983. Roll of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230-249, Nantwich.
- Rocha-Campos, A. C., Basei, M. A., Nutman, A.P., Kleiman, L. E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F. M. y da Rosa, O. de C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basín: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19: 509-523.
- Rodríguez, E. J. y Valdiviezo, A. 1970. Informe sobre los resultados de la investigación geológica semiregional (perfiles y plano geológico) en el área de las manifestaciones nucleares de Sierra Pintada, Comisión Nacional de Energía Atómica, (inédito), 44 p., Buenos Aires.
- Rubinstein, C.V., 1997. Primer registro de palinomorfos del silúrico en la Formación La Horqueta, Bloque San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 34: 163-167.
- Rubinstein, N., Gómez, A. y Mallimacci, H. 2012. La zona de alteración arroyo La Chilca-Zanjón del Buitre, Bloque de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 285-293.
- Sepúlveda, E., Carpio, F., Regairaz, M., Zárate, M. y Zanettini, J. C. 2007. Hoja Geológica 3569 - II, San Rafael, provincia de Mendoza. Instituto de Geología y recursos minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Boletín* 321, 59p., Buenos Aires.
- Ulrich T. y Heinrich, C.A. 2002. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology* 97: 1865-1888.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 28 de junio, 2012

Aceptado: 6 de febrero, 2013